

Pjeturss, Helgi
Island

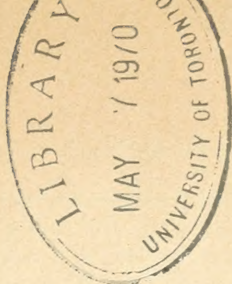
QE
279
P54

Handbuch der Regionalen Geologie

Heft 2

Island

QE
279
P54



Island

von

H. Pjeturss.

I. Morphologische Übersicht.

Die Insel Island, im nordatlantischen Ozean unter 63° 23′—66° 32° n. Br. und 13° 31′ — 24° 29′ w. L. von Greenwich gelegen, mißt 104785 qkm.

Dem geologischen Aufbau gemäß, wo Basaltdecken vorherrschen, ist Island hauptsächlich ein flach gewölbtes Hochland von 400—1000 m Höhe, dem kleinere, eis- und firnbedeckte Plateaus, auch hie und da Einzelberge und Gebirgs- und Hügelreihen aufgesetzt sind. Die Haupthöhenachse des Landes, etwa vom Hornafjördur im SO. bis Hvammsfjördur im W., fällt ungefähr mit der Hauptwasserscheide zusammen.

Die höchsten Berge der Insel sind Vulkane, entweder postglaziale, wie Öræfajökull, welcher mit 2119 m die größte Gipfelhöhe Islands aufweist, oder pleistocäne Vulkane, die nicht nach der letzten Vereisung tätig gewesen sind, wie Herdubreid (1660 m), Snæfell (1822 m) und Eiriksjökull (1800 m).

Die aus der Basalttafel, hauptsächlich durch die Aneinanderreihung von Karen, oder aus intrusiven Porphyrit- oder häufiger Liparitstöcken durch Erosion ausgearbeiteten Berge bleiben durchweg unter 1500 m Höhe (Vindheimajökull 1466 m) und erreichen zumeist nicht 1300 m.

Die Formen der glazialen Abrundung sind in den Küstengegenden in Höhen unter 600 m am ausgeprägtesten; zackige Berge unter dieser Höhe sind in küstennahen Gebieten gewöhnlich die Ruinen pleistocäner Tuff- und Schlackenkegel. Man kann gewisse Randpartien des Hochlands, so namentlich die Halbinseln im Norden und Osten Islands, als gewaltige Rundhöcker betrachten, die seewärts, auf der glazialen Leeseite, durch Einsenkung von Karen in Gipfel und Grate aufgelöst worden sind.

Das isländische Hochland ist hauptsächlich eine Wüste, Firn und Eis, graue Kies- und Fels-, schwarze Lavawüsten. Schimmernd weiß und hellblau sind die Fernfarben der Landschaft.

Die Gletscher und Firnmassen bedecken ein Areal von etwa 13500 qkm (Thoroddsen). Das größte der kleinen Inlandeise, wie sie genannt werden müssen, der Vatnajökull, ist ca. 8500 qkm groß; alle die großen Gletscher kommen in der südlichen Hälfte des Landes, südlich des 65° vor.

Island ist reich an Seen, welche wohl der Mehrzahl nach durch glaziale Erosion und Aufdämmung entstanden sind. Die längsten Seen der Insel, Lagarfljót im Osten und Skorradalsvatn im Westen, liegen in glazialen Zungenbecken;

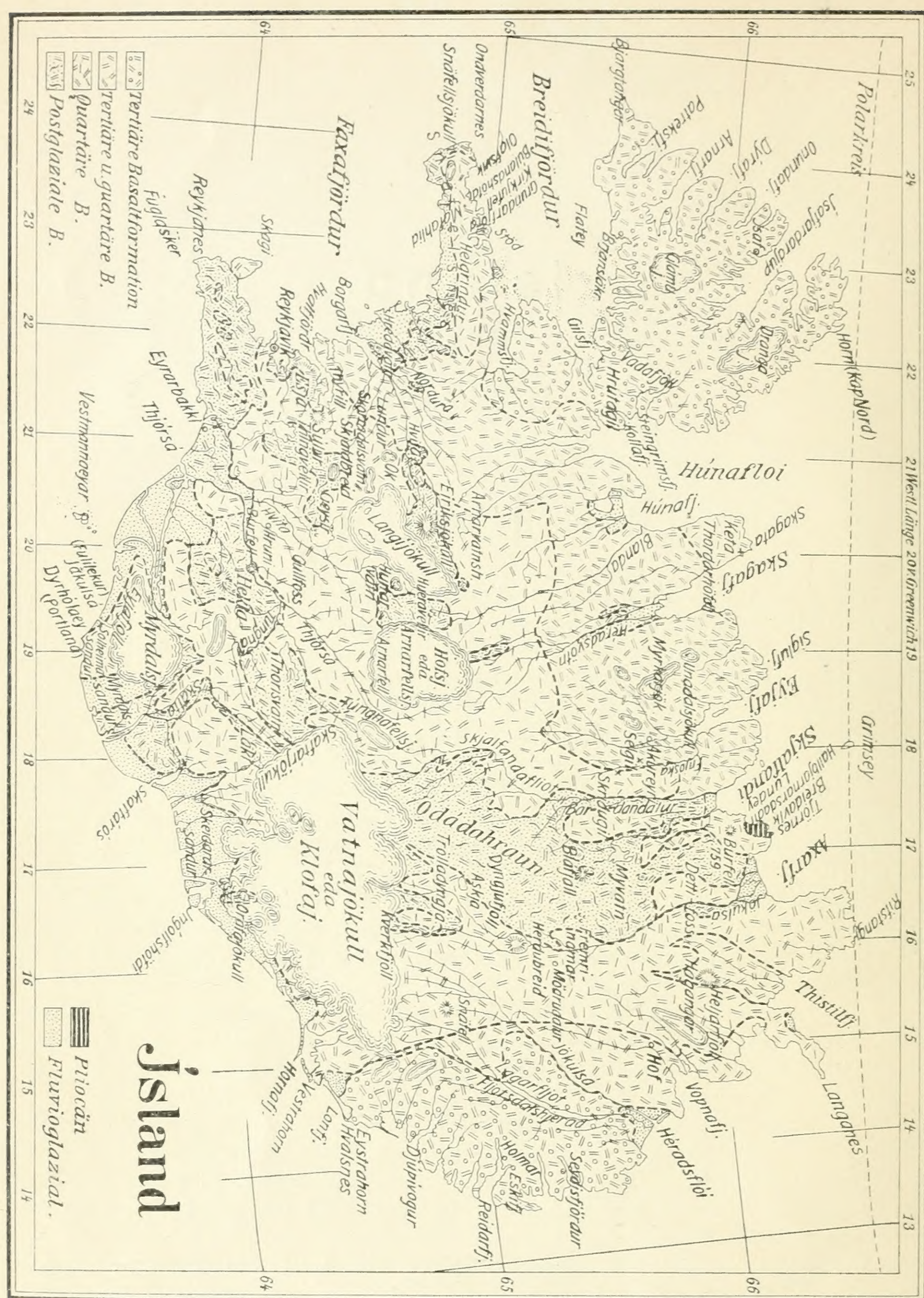


Fig. 1.

und selbst Thingvallavatn und Mývatn scheinen nur teilweise durch Senkungen in postglazialen Lavaströmen entstanden zu sein und auf den Stellen glazialer Wannen zu liegen. Ein See, in den noch Gletscher „kalben", ist der Hvítárvatn auf der West-

seite von Langjökull, wo auch ein schönes Beispiel zentripetaler Entwässerung zu sehen ist.

Die bedeutendsten Ströme Islands — wie Thjórsá und Hvítá im SW.-Lande, Skjálfandafljót und die beiden Jökulsá im NO.-Lande — sind alle Gletscherflüsse und führen graues Gletscherwasser.

Hvítá (Weissach) werden die Flüsse bisweilen genannt, wenn dem Gletscherwasser viel klares „Bergwasser" beigemischt ist. Svartá (Schwarzach) ist ein häufiger Name für reine „Bergwasser"-Flüsse.

Der Reichtum an Wasserfällen ist sehr groß, und die Jugendlichkeit der Entwässerung wird auch schön durch die vielen, oft nahezu parallelen Bäche gezeigt, die sich in seichten Betten die glazial geformten Talwände hinunterschlängeln.

Die Niederungen — hauptsächlich durch in die Basaltplatte eingreifende Senkungen entstanden — und die Täler, an welche die Sitze der Bevölkerung größtenteils geknüpft sind, bleiben an Ausdehnung wohl weit hinter dem Gesamtareal der Gletscher zurück. Die größte Niederung ist das südliche Tiefland (etwa 4000 qkm), dann das Tiefland der Faxabucht (ca. 1000 qkm). Die längsten Täler, bis 100 km (Bárdartal), gehören dem Nord- und Ostlande an, wo auch wahrscheinlich auf glaziale Erosion zurückzuführende Talleisten am ausgeprägtesten sind.

Die Küstenlänge Islands beträgt gegen 6000 km[1], wovon ein großer Teil steile Erosionsküste ist. Flache, mehr aus- als eingebuchtete Küstenformen hat namentlich das Südland, das Hauptgebiet spätglazialer bis rezenter fluvioglazialer und vulkanoglazialer „Sande". Die Einbuchtungen der Küste zerfallen in mehr durch Senkungen entstandene Buchten und mehr durch Erosion entstandene Fjorde. Das reinste Fjordgebiet Islands ist der ausschließlich aus der Tertiärformation aufgebaute mittlere Teil der Ostküste, südlich von Hjeradsflói, welches Gebiet gewöhnlich kurz die Ostfjorde genannt wird, im Gegensatz zu den Westfjorden der nordwestlichen Halbinsel, welche, soweit bekannt, ebenfalls ausschließlich der tertiären Basaltformation angehört.

Auffallend ist die Abwesenheit eines Scherengürtels (Skjärgaard) der isländischen Küsten, und überhaupt die Armut an Inseln, verglichen mit den Fjordküsten Grönlands oder Norwegens. (Die Inselgruppe der Vestmannaeyjar besteht aus spätglazialen Vulkankegeln.) Das genannte Verhältnis, wie auch die geringe Länge der isländischen Fjorde gegen die Grönlands oder Norwegens, ist wohl mit der viel größeren Zerstörbarkeit der Basaltküsten in Zusammenhang zu bringen. Bemerkenswert ist es, daß an der Ostküste Grönlands dort, wo sie aus Basalt aufgebaut ist, eine ähnliche Fjordform wie in Island auftritt.

Nach allen Richtungen von den Küsten Islands hinaus erstreckt sich auf weite Entfernungen hin ein submarines Plateau, der Schelf; die Tiefenlinie von 200 m wiederholt in großen Zügen die Küstenlinie. Daß die Hauptzüge der Oberflächengestaltung und des Küstenverlaufs von Island erst in der Quartärzeit entstanden, scheint sicher.

II. Übersicht über die Stratigraphie und die Gebirgsarten; orographische Elemente.

Island ist hauptsächlich ein durch Brüche und Erosion modelliertes Stück Basaltformation, aber mit bedeutenden sedimentären Zwischenlagerungen. Schätzt man die Mächtigkeit der Basaltformation auf etwa 4000 m, entfallen von dieser Gesamtmächtigkeit auf die sedimentären Einschaltungen nicht viel weniger als 1000 m.

Beim Anblick der Berge fallen namentlich die Basaltdecken, wegen des steilen Abbruchs derselben, in die Augen, selbst wo, wie z. B. am Kirkjufell, kaum weniger als etwa $^2/_5$ der Höhe des Berges aus Sedimenten aufgebaut ist.

Die Basaltformation ist teils tertiär ($^3/_4$ der Gesamtmächtigkeit oder etwas mehr), teils posttertiär. Die meisten isländischen Basalte gehören zu den eigentlichen (olivinhaltigen) Basalten. Daneben treten aber auch olivinfreie in weiter Verbreitung auf.[2]

Miocän und Älteres.

Wie weit zurück ins Tertiär die isländischen Basaltdecken reichen, weiß man nicht genau, da die ältesten aufgefundenen organischen Reste ausschließlich dem Pflanzenreich angehören. Vielleicht sind die ältesten Basalte Islands eocän. Die tertiären Basaltdecken sind in der Regel dunkler, dünner und weniger regelmäßig zerklüftet als die quartären, auch sind Mandelsteine häufiger. Oft glaubt man auf den ersten Blick statt einer Decke drei vor sich zu haben, indem der mittlere Teil säulig abgesondert, der obere und untere als Mandelstein mit Höhlenfüllungen von Chalcedon, Zeolithen, Calcit u. a. m. ausgebildet ist. Die einzelnen Decken scheinen im allgemeinen auf bedeutende Strecken verfolgbar, aber beim näheren Zuschauen sieht man sie zuweilen auskeilen und sich an die Enden oder Seiten anderer Decken anlegen. Dünne Lagen von Tuff und Breccie sind häufig und oft rot gefärbt, während für solche Zwischenlagen der quartären Basalte Braun die vorherrschende Farbe ist.

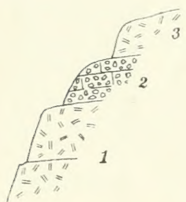


Fig. 2. Profil am Múlafjall, Nordseite des Gilsfjords. 1. Basalt (über 100 m); 2. braune Breccie (Leithorizont beim Studium der Verwerfungen in der Umgegend des Gilsfjördur); 3. Basalt (ca. 40 m).

Die Basaltformation der Umgebung von Gilsfjördur ist durch eine mächtige Einschaltung eigentümlicher brauner Breccie ausgezeichnet (Fig. 2). Ein mächtiger heller Tuffhorizont tritt z. B. in dem Gebiete nördlich von Seydisfjord auf, aber gewöhnlich sind die mächtigeren Einschaltungen im Tertiär lignitführende Tonsteine und Konglomerate.

Rein, ohne Überlagerung jüngerer Basalte tritt das Tertiär im Fjordgebiet Ostislands und in der Westfjordhalbinsel auf. Auch baut es über bedeutende Strecken das Gebirge des Gebietes von Eyjafjördur bis zur Faxabucht auf. Doch sind die Grenzen gegen die quartäre Basaltformation in diesen Gegenden noch viel zu wenig bekannt. Das den tertiären Basalten zuzuweisende Areal dürfte unter 40000 qkm betragen, diese also bedeutend weniger als $^2/_5$ der ganzen Oberfläche der Insel einnehmen. Als Liegendes des Quartärbasaltes tritt das Tertiär in anderen Gegenden des Landes häufig zutage.

Die Braunkohlen (Surtarbrand) führenden Einschaltungen im Tertiär sind sowohl im Buchten- und Fjordgebiet Ostislands wie auf der nordwestlichen Halbinsel häufig zu beobachten, auch namentlich in dem Gebiet zwischen Borgarfjord, Hvammsfjord und Kollafjord.

Die reichsten pflanzenführenden Vorkommen gehören der NW.-Halbinsel an, so das altbekannte von Brjánslækur, wo ganze Schichten vorwiegend aus zusammengepreßten Blättern bestehen, und Hrútagil unweit Fell am Kollafjord.

An letztgenannter Stelle gibt es in einer über 100 m mächtigen Sedimenteinlagerung mehrere dünne Braunkohlenbänke und Pflanzenhorizonte. Hier erscheinen besonders deutlich die Ablagerungen eines Taxodiumsumpfes, in den gelegentlich Schauer von Bimsstein und vulkanischer Asche fielen und ab und zu Wasserfluten hereinbrachen.

Eine dritte Fundstelle tertiärer Pflanzenabdrücke ist bei Hredavatn, in der Borgarfjordgegend. Bei Húsavík am Steingrimsfjord sieht man einen verkohlten Baumstamm von etwa 30 cm Durchmesser in einer Basaltdecke, 50 – 60 cm über deren Unterseite.

Die einzige bisher bekannte Fundstätte von Surtarbrandpflanzen im Ostlande ist im Hólmatindur, auf der Eskifjordseite, etwa 700 m ü. d. M.

Nach Th. Thoroddsen gehören die Lignitvorkommen einem einzigen geologischen Niveau an, und ihre wechselnde Höhenlage ist auf tektonische Bewegungen zurückzu-

führen. Verwerfungen (mit Harnischen und Reibungsbreccien) lassen sich auch sehr häufig an den Lignitlokalitäten beobachten, aber wahrscheinlich bleibt dennoch die Annahme älterer Geologen, daß die Lignite verschiedenen geologischen Niveaus zuzuweisen sind; O. Heer nahm für die Lignitpflanzen von Brjánslækur untermiocänes, für die von Hredavatn obermiocänes Alter an.[3]

Von Lignitlokalitäten in der Osthälfte Islands seien genannt: Selgil im Fnjóskatal (Fig. 3); Vidarfjall auf der Westseite des Thistilfjords, wo man im selbigen Bergabhange, unter mächtigen Basaltmassen, alte Moräne und Lignit beobachtet; Vindfell am Vopnafjord (interessante Verwerfung und Harnische), wo unter einem für das Tertiär ausnehmend schönen Säulenbasalt gewaltige Stammstücke in vulkanischem Tuff begraben liegen, endlich Hengifossárgil im Fljótstal. Die lignitführende Formation ist hier über 100 m mächtig, und ein bedeutender Teil der Sedimente wird von offenbar rein fluviatilen Sandsteinen und Konglomeraten mit schöner Stromschichtung ausgemacht; die Geschiebe sind klein, erreichen selten Walnußgröße und sind auffallend gleichmäßig und schön gerundet.

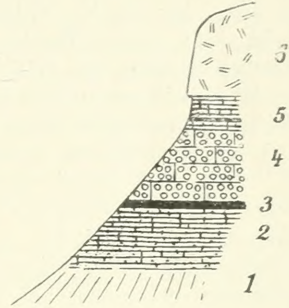


Fig. 3.
Profil bei Selgil oberhalb Illugastadir, Westseite des Fnjóskatals.
1. Schutt; 2. Ton mit Lignitstreifen; 3. dünne Lignitbank; 4. Konglomerat; 5. Tufftonstein mit Lignitschicht; 6. Basalt.

Man beobachtet am Hengifjoss, Fljótsdal, folgendes Profil:

5. Diagonal geschichteter Sandstein und do. Konglomerat.
4. Konglomerat (keilt aus).
3. Grauer Sandstein mit Lignitstücken.
2. Diagonal geschichtetes, feines Konglomerat.
1. Brauner Sandstein mit helleren Lagen.

Eine Menge von verkohlten Stämmen tritt hier in gewissen Horizonten auf: Offenbar strandeten treibende Baumstämme auf den Sand- und Kiesbänken eines ruhig fließenden Stromes und wurden in den Sedimenten begraben.

Von intrusiven Gesteinen der „tertiären Basaltformation" ist der Liparit das häufigste und augenfälligste; der Liparit scheint nämlich in der Regel intrusiv und erst durch die Denudation herausgeschält worden zu sein. Einige Liparitberge sind jedoch wahrscheinlich aus Quellkuppen hervorgegangen, wie vor allem Mælifell auf der Südseite von Snæfellsnes. Die Liparitvorkommen sind in den Westfjorden sehr selten, in den Ostfjorden aber zahlreich, und der intrusive Charakter fällt an einigen Stellen im Ostlande besonders deutlich in die Augen, so z. B. oberhalb Skiphóll in Lón, wo Liparit bis in die feinsten Spalten eines dunklen basischen Gesteins gedrungen ist.

Alle isländischen Liparite, auch die von postglazialen Ausbrüchen gelieferten, zeichnen sich durch die fast vollständige Abwesenheit von Sanidin und Biotit unter den Einsprenglingen und die Neigung zu andesitischer Struktur aus. Sie besitzen einen geringen Natron-, Kalk- und Kieselsäuregehalt und neigen sehr zur Obsidianbildung.[4]

Der Liparit unterliegt der Frostsprengung in einem so hohen Grade, daß er in seiner gewöhnlichen Ausbildung nie glaziale Schrammen bewahrt hat oder in Rundhöckerform auftritt; nur wo er wie am Hornafjord granitähnlich (als Granophyr) ausgebildet ist, bildet er Rundklippen. Große Massen von feinkörnigem, blauem Basalt sind nicht selten in die Liparite eingedrungen, und noch jünger sind zumeist dünne Basaltgänge.

Von basischen Intrusionen seien genannt die stockförmigen porphyritischen Massen, welche im Südosten der Westfjord-Halbinsel augenfällige, steile Rundberge bilden (Vadalfjöll und andere); ähnliche Intrusionen gibt es auf der Halbinsel zwischen Hvammsfjord und Gilsfjord. Intrusionen aus grobem Dolerit, Gráhnúkar genannt, finden sich am Ostende der Esja; hier aber, wo es so besonders klar hervortritt, wie gewaltig Verwerfungen und Erosion seit dem Anfang des Quartärs gearbeitet haben, läßt sich das tertiäre Alter der Intrusionen nicht mit Sicherheit behaupten.

Basaltische Lagergänge (Sills) sind bisher nur am Seydisfjord beobachtet worden. Gabbro kommt in bedeutenden Massen im Vestrahorn und Eystrahorn vor (zuerst von

A. Helland entdeckt). Der Gabbro, welcher die schönen „Hörner“ Lýsuhyrna und Thorgeirsfellshyrna auf Snæfellsnes bildet, ist wahrscheinlich quartären Alters, nämlich vielleicht das den dortigen sehr ausgebreiteten Augitporphyren entsprechende Tiefengestein.

Basaltgänge sind sehr häufig, am häufigsten wohl auf den Grenzen der Senkungsgebiete. Die vorherrschenden Hauptrichtungen scheinen SO.—NW. und SW.—NO. zu sein, aber die N.—S.-Richtung tritt auch sehr häufig, wohl namentlich im Nordlande, auf; andere Richtungen kommen auch vor. Sehr viele Gänge durchsetzen quartäre Basalte; für Gänge, welche in den reinen Tertiärgebieten auftreten, kann das Alter nicht mit solcher Bestimmtheit angegeben werden. Doch sind Gänge bekannt, welche auf den mutmaßlich tertiären Sockel quartärer Basalte beschränkt sind, wie am Stöd, Kirkjufell und an anderen Stellen auf Snæfellsnes.

Kein Fall ist mir bekannt, wo sich im Tertiär ein Gang zu einer Decke ausbreitet. Von Ausbruchstellen der Tertiärbasalte ist überhaupt sehr wenig bekannt. Wahrscheinlich ist das rote, grobe vulkanische Agglomerat bei Fell im Kollafjord die Füllung eines tertiären Ausbruchskanals, und dasselbe mag von einem Agglomeratvorkommen auf Videy unfern Reykjavík gelten. Aber die schöne Klarheit, mit der (später zu besprechende) quartäre Ausbruchskanäle hervortreten, fehlt in den angegebenen Fällen.

Pliocän.

Der Crag auf der Westseite von Tjörnes, der Halbinsel zwischen der Skjálfandibucht und dem Axarfjördur, ist die bei weitem mächtigste Sedimentformation Islands. Wahrscheinlich beträgt die Mächtigkeit der pliocänen Seichtwasser- und Strandbildungen nicht weniger als etwa 400 m.

Der Crag scheint in mehrere Hauptabteilungen zu zerfallen. Die unterste und südlichste, in der Umgebung der kleinen aber reißenden Köldukvísl, zeichnet sich durch das reichliche Vorkommen von *Mytilus* und die kohlige Umwandlung der Epidermis der Molluskenschalen aus. Hierüber folgt in bedeutender Mächtigkeit mürber Sandstein mit 4—5 dünnen Braunkohlenbänken; der Sandstein enthält Molluskenschalen in großer Menge. Noch höher liegt ähnlicher, schalenführender Sandstein, aber ohne Braunkohlen; die Hohlräume der Molluskenschalen sind bisweilen mit schönen braunen Kalkspatkristallen (Zuckerstein genannt) ausgefüllt. In der nächsten Abteilung treten Konglomerate mit Strandschichtung vielfach auf; das Gestein hat, von einigen weißlichen Lagen abgesehen, eine schön braune „Palagonitfärbung“ und ist hart genug, um steile und selbst überhängende Felsen von 60—70 m Höhe zu bilden. Schalen sind hier viel spärlicher als in tieferen Abteilungen; es findet sich eine Menge kalkig und kieselig umgewandelter Baumstämme und -zweige, aber keine Braunkohlen. Hierüber liegt Basalt mit teilweise zeolitherfüllten Hohlräumen. Dieser Basalt ist aber nicht pliocän, sondern zweifelsohne ein Ausläufer der pleistocänen Basalte im östlichen Teile von Tjörnes. Und vielleicht sind die fossilleeren Sandsteine und Konglomerate weiter nordwärts quartär, wie auch die Ablagerungen an der Breidavík im Norden der Halbinsel; hier ist in höherem geologischen Niveau als verfestigte Moräne ein eigentümlicher, versteinerungsfreier Tonstein in nicht unbedeutender Mächtigkeit zu sehen, dann aber wieder schalenführende Schichten von einem vom früher erwähnten Crag etwas verschiedenen Habitus. Die Schalen sind hier oft zerquetscht; versteinerte Holzstücke fehlen. Dies alles wird dann auf der Ostseite von Breidavík von Basalt überlagert, der geschrammt und teilweise mit Moräne bedeckt ist.

Geht man, statt, wie getan wurde, der Küste zu folgen, von Hallbjarnarstadir ostwärts, quer über die Halbinsel, so findet man noch, bei Hallbjarnarstadagrænur, in 170 m Höhe schalenführenden Crag, dann aber, bis etwa 270 m Höhe, eine, soweit ich sehen konnte, versteinerungsfreie Folge von Tuffsandsteinen, aber hauptsächlich schön geschichteten Tonsteinen und Konglomeraten ohne große Rollsteine. Etwas höher kommt dann der quartäre Basalt, der im Búrfell 760 m Höhe erreicht und in Staffeln gegen den Axarfjord abbricht.

Ein einige Kilometer weiter gegen S. gelegtes Profil würde den Crag noch im SO. der Tungugranur in 200 m Meereshöhe zeigen; man findet ihn hier in einer etwa 15 m hohen Wand, wo der Sandstein ganz voller Schalen steckt; etwas Braunkohle tritt auch auf, man ist

nicht in der obersten Abteilung des Crag, der sparsam schalenführende Sandstein in 170 m Höhe weiter nordwärts liegt in höherem geologischen Niveau.

In welche Abteilung des Pliocäns der Crag von Tjörnes gehört, ist sehr ungenügend bekannt. Die reiche Molluskenfauna ist noch verhältnismäßig wenig untersucht worden, das nach 1876 gesammelte Material sozusagen gar nicht.

Nach einer ungedruckt gebliebenen — mir gütigst von Hrn. Prof. Ussing in Kopenhagen geliehenen — Arbeit von C. M. Poulsen aus dem Jahre 1884, die sich auch auf die Bestimmungen von O. Mörch stützt, waren damals aus dem Crag 117 Molluskenarten bekannt. Von diesen sind 57 Arten arktisch und großenteils zirkumpolar; 4 gehören dem arktischen Ostamerika ausschließlich an; 3 sind nur in großen Tiefen des Atlantischen Ozeans gefunden worden; 15 sind südlichere Formen aus Südskandinavien, England, Westeuropa und dem Mittelmeer; eine Art ist nur vom Odense-Fjord und von den Küsten Mecklenburgs bekannt.

Sehr möglich ist es, daß hier Bestandteile verschiedener Molluskenfaunen zusammengeworfen worden sind, indem bei der Aufsammlung keine Sonderung nach den verschiedenen Abteilungen des Crag stattgefunden zu haben scheint.

Nur 33 Arten der Cragfauna leben noch an den Küsten Islands. Durch die in den letzten Jahren namentlich von dänischer Seite gemachten Untersuchungen der Molluskenfauna Islands mag diese Zahl etwas erhöht worden sein.

Herr Ad. S. Jensen in Kopenhagen hat meine Sammlung aus dem schalenführenden Gestein an der Breiduvik (über Moräne) einer vorläufigen Besichtigung unterworfen und 10 Formen, teilweise nur dem Genus nach, bestimmt. Von diesen lebt *Cyrtodaria* in der Jetztzeit an der Küste Islands nicht, *Purpura lapillus* lebt jetzt nicht an der Nord- und Ostküste.

Außer den Mollusken fanden sich im Crag Wal- und Seehundknochen und Zähne von *Notidanus*- und *Oxyrhina*-Arten, nach Dr. Smith Woodward englischen pliocänen Haizähnen sehr nahestehende Formen. (Mündl. Mitteilung.)

Nach A. Bell sind 74 Arten der Liste von Poulsen gleichnamig mit englischen Crag-Mollusken.

O. Mörch glaubte, daß die in Frage stehenden Bildungen gleichaltrig mit dem englischen Red Crag wären, und Searles V. Wood meinte auch, daß sie nicht jünger sein könnten als der mittlere Red Crag — der isländische Crag war aber damals bei weitem nicht in seiner ganzen Mächtigkeit bekannt. Poulsen hielt den isländischen Crag für jünger als selbst die jüngste Abteilung des englischen Crags. Weitere Untersuchungen über das ja von jedem anderen Pliocänvorkommen weit abgelegene, so lange vernachlässigte isländische Pliocän dürften von bedeutendem Interesse sein.

Altquartär.

Der größere Teil der Oberfläche von Island kommt der quartären Basaltformation zu, die jedoch auf große Strecken von jüngeren Bildungen bedeckt ist. Das Quartär erreicht eine Mächtigkeit von kaum weniger als 6—800 m. Die Basaltdecken sind in der Regel heller, grobkörniger und mächtiger als die tertiären Basaltbänke, auch weniger zersetzt und seltener als Mandelsteine ausgebildet, wenn auch aus Zeolithen und anderen Mineralien bestehende Höhlenfüllungen in den älteren quartären Basalten, wie z. B. am Hvalfjord, vorkommen. Die Basaltdecken sind oft schön säulig abgesondert, mit sehr wenigen Ausnahmen gehören alle die schönsten isländischen Säulenwände zum Quartär. Die „präglazialen Dolerite" früherer Autoren sind die jüngste Abteilung der quartären Basaltformation.

Der Reichtum an quartären Ausbruchsstellen ist sehr groß. Der wirklich vulkanische Teil dessen, was man früher Palagonit- oder Breccienformation nannte, sind die Ruinen quartärer Stratovulkane und Tuffkegel. Ein schönes Beispiel der erstgenannten ist Bláfell (1183 m) oberhalb Tungur; die Kegelreihen sind besonders schön entwickelt in dem Senkungsfelde oder den Senkungsfeldern, die sich von der Nordseite des Vatnajökull bis zum Meere erstrecken. Außerdem gibt es, namentlich in der Umgebung des Langjökull, eine Anzahl von flachgewölbten Lavavulkanen (Dyngja, pl. Dyngjur, vgl.

„Dünger“) wie Eiriksjökull (1800 m), wohl das gewaltigste Exemplar der Gattung, und Ok.

Als Zwischenlagen der quartären Basaltdecken kommen außer Tuff- und Schlackenschichten glaziale, fluvioglaziale, fluviatile, lakustre und marine, versteinerungsführende Sedimente vor. Die Sedimente sind mehr oder weniger kontaktmetamorph; dunkelgraue, graubraune und braune Farben herrschen bei ihnen vor, häufig sind sie an den Grenzen gegen hangende Basalte rotgebrannt.

Der bei weitem größere Teil der Grundmoränen Islands ist interbasaltisch. Es sind felsharte, oft bräunlich gefärbte Gesteine, die bis vor wenigen Jahren als tertiäre Palagonitbreccien gedeutet wurden.

Ihre Struktur ist jedoch die charakteristische der Grundmoränen: Blöcke zumeist verschiedener Basaltvarietäten verschiedenster Größe in einem sandig-tonigen, freilich oft sehr veränderten Bindemittel. Ich habe typische Glazialgeschiebe sehr oft in diesen „Palagonit-Moränen“ nachweisen können, auch nicht selten die geschliffene Fläche, auf der sie ruhen. Solche alte Schliffflächen mitten in Basaltbergen sind z. B. im Süd- und Westlande in Búrfell, am Hvalfjord, am Kirkjufell und Stöd in Snæfellsnes und im Nordlande in Skridugil im Fnjóskatal zu beobachten.

Im folgenden sei der Aufbau und die Verbreitung der quartären Basaltformation in verschiedenen Teilen Islands kurz besprochen.

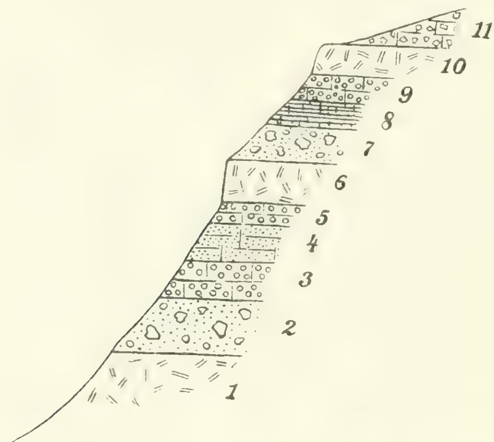


Fig. 4.
Westabfall des Mahvalidplateaus, ca. 1 : 1500. 1. Tertiärer Basalt; 2. Grundmoräne; 3. Konglomerat, 4. Sandstein; 5 Konglomerat; 6. Basalt, 7. Moräne; 8. sandiger Tonstein mit Molluskenschalen; 9. Konglomerat: 10. Basalt, 11. Breccie.

Besonders lehrreich ist die quartäre Basaltformation auf der Nordseite von Snæfellsnes wegen der dort auf der Strecke von Grundarfjördur bis Ólafsvík darin auftretenden altquartären, versteinerungsführenden Einschaltungen. Die wichtigste Lokalität ist Búlandshöfdi, der nördlichste Teil des Plateaus von Mávahlíd.[5] Dunkler, verwitterter, wahrscheinlich tertiärer Basalt reicht hier bis zu einer Höhe von 130—140 m ü. d. M.; auf diesem Grundbasalt ruht sehr steinige Moräne, darüber Tonstein mit gekritzten Blöcken, sehr reich an Schalenfragmenten, hierauf Konglomerat mit schöner Deltaschichtung, das sich von einem hangenden groben Konglomerat abhebt; über diesem liegt eine mächtige Basaltdecke mit geschliffener, teilweise von Moräne bedeckter Oberfläche; hiermit hat man die Oberfläche des Plateaus erreicht, auf dem sich der Vulkan Höfdakúla und andere quartäre Vulkanruinen erheben.

In dem steinigen Tonstein von Búlandshöfdi wurden bisher 22 Molluskenarten gesammelt. Mit Ausnahme von zwei Arten, *Mytilus edulis* und *Purpura lapillus*, ist nach Ad. S. Jensen die Fauna von Búlandshöfdi eine hocharktische, etwa eine solche, wie sie heutzutage an den Küsten von Spitzbergen in ungefähr 30 m Tiefe getroffen wird. *Yoldia (Portlandia) arctica*, und *Turritella erosa* sind die am meisten bezeichnenden Formen. Die schalenführende Ablagerung, welche eine Art während eines kleinen Gletschervorstoßes entstandene Lokalmoräne von schalenreichem Meereston sein dürfte, reicht bis zu einer Höhe von etwa 175 m ü. d. M. Die ganze sedimentäre Einlagerung ist bis 50 m mächtig.[6]

Weiter nach Westen trifft man in etwa 200 m Höhe einen schalenführenden Schieferton. Hier fand ich nur wenige Arten. Wahrscheinlich ist der größere Teil der Schalen in diesem sandigen Tonschiefer aufgelöst worden; in der dichteren, weniger sandigen „Schalenmoräne“ wurden die Molluskenreste besser erhalten.

Fig. 4 zeigt den Aufbau des westlichen Abfalls von Mávahlidarfjall. Auch hier trifft man in etwa 200 m Höhe einen sparsam schalenführenden Tonstein, der eine rein marine

Ablagerung zu sein scheint; darüber liegt grobes Konglomerat unter geschliffenem, grauem Basalt.

Nordöstlich von Búlandshöfdi, von dem Hauptgebirge der Halbinsel abgesondert, liegen die Berge Stöd (250 m) und Kirkjufell (490 m). Auch hier ruht das Quartär auf einem Sockel tertiärer Basalte, welcher 140—150 m hinaufreicht und von gegen das Quartär abschneidenden, nordöstlich gerichteten Basaltgängen durchsetzt wird; während andere, ungefähr rechtwinklig zu den älteren verlaufende Basaltgänge bis zum Gipfel der Berge aufsetzen. Die quartäre Basaltformation ist in Kirkjufell 350 m mächtig, im Hauptgebirge der Halbinsel (z. B. Myrarhyrna südlich von Kirkjufell) aber viel mächtiger. Am Kirkjufell ruht auf der geschliffenen Oberfläche des Tertiärsockels dunkelgraue, sehr harte Moräne und darüber Konglomerat und Tonschiefer mit einigen, zumeist sehr veränderten Molluskenresten (*Astarte* sp.). Wahrscheinlich liegt hier derselbe schalenführende Horizont wie in Mávahlidarfjall in 200 m Höhe vor. Höher kommt wieder Moräne und zuoberst Geröllkonglomerat. Diese bedeutendste sedimentäre Einschaltung am Kirkjufell ist etwa 60 m mächtig; etwas intrusiver grauer Basalt tritt in ihr auf der Südseite des Berges auf. Nach einer Folge von Basalten kommen 20—30 m eines, wie es scheint, rein fluviatilen Konglomerates und hierüber hauptsächlich Basalte (100 m) mit dünnen Schlackenschichten und Konglomeraten, worunter vielleicht vulkanoglaziale Bildungen; dann in ungefähr 440 m Höhe bis 10 m mächtige, schöne, zerklüftete Grundmoräne mit geschrammten Blöcken; darüber blauer Basalt, braunes Konglomerat und endlich wieder Basalt, den First des Berges bildend.

Einen ähnlichen Aufbau hat der Stöd, jedoch mit geringerer Mächtigkeit der Konglomerate. Vielfache Quetschungen und Störungen finden sich namentlich in der untersten Sedimenteneinschaltung.

Am Stöd sind Molluskenschalen viel häufiger als am Kirkjufell (mehrere *Astarte*-Arten; Balanen); oft sind die Schalen ganz zerquetscht, die Hohlräume bisweilen von Kalkspat und Zeolithen beinahe ausgefüllt.



Fig. 5.
Gipfel mit Gangstiel oberhalb Eyrarbotn, Snæfellsnes. Quartäre Ausbruchsstelle?

Die beiden Berge sind offenbar aus einer einst zusammenhängenden Basaltformation herausgeschnittene Stücke. Meeresboden wurde von Moränen überschüttet, von Lava überflutet, die Lava dann von sehr geschiebereichem Wasser überströmt, dann wieder Lava, Geröll und Moränen abgelagert.

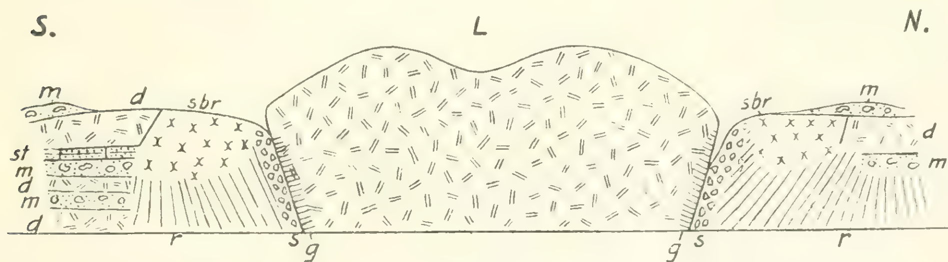


Fig 6.
Das Ketakliff am Skagafjördur mit durchschnittenem Vulkanschlot *(L)* von Basalt. *d* grauer Basalt, *g* Grenze, *m* Moräne, *r* Schutt, *s* schwarze Breccie, *sbr* schwarzbraunes Gestein, *st* Sandstein und Konglomerat.

In der Niederung zwischen Stöd und Kirkjufell findet sich eine geschliffene, also nicht postglaziale Doleritlava, die wahrscheinlich einem der quartären Vulkane entstammt, die das zackige Rückgrat von Snæfellsnes bilden. Unter den vielen Vulkanruinen dieser Halbinsel seien genannt die über 900 m hohen Helgrindur, welche sehr an die Súlur am Hvalfjord erinnern. Oberhalb Eyrarbotn, an der Wasserscheide, findet sich ein Gang, der sich nach oben ausbreitet (Fig. 5).

Die Verbreitung der Quartärbasalte im Süden von Húnaflói ist noch größtenteils unbekannt.

Der äußere Teil der durch ihre geradlinig verlaufenden Küsten auffälligen Halbinsel Skagi wird von quartären Basalten, Moränen, Konglomeraten, Sand- und Tonsteinen aufgebaut. Auf der Ostküste von Skagi, im Ketakliff, ist der prachtvolle Durchschnitt eines quartären Vulkanschlotes sichtbar (Fig 6). Das Kliff besteht auf einer Strecke von etwa 400 m oder etwas weniger nicht wie die Küste sonst aus wechselnden Lagen von Basalt, Konglomerat und Moräne, sondern ausschließlich aus schön säulenförmig abgesondertem Basalt bei sehr wechselnder Stellung der Säulen. Die scharf abgegrenzten Wände des Basaltstückes des Kliffs, welches 130 m hoch ist, konvergieren nach unten und werden von schwarzem Lapilli- und Schlackentuff begrenzt, in dem eine gegen den Basaltstiel fallende Schichtung ebenso wie in dem angrenzenden festeren Gestein beobachtet wird. Daß hier nicht, wie Thoroddsen annimmt[7], ein mächtiger Gang, sondern die Ausfüllung eines vulkanischen Schlotes vorliegt, scheint mit Sicherheit festgestellt werden zu können. Eine Basaltdecke, die nach dem Basaltstiele zu mächtiger wird und diesem Vulkanschlot entquollen zu sein scheint, tritt nicht dicht an den Stiel heran, was bei der bedeutenden Erosion auch nicht zu erwarten ist.

Ähnlich wie im Ketavulkan liegen die Verhältnisse im Thórdarhöfdi auf der Ostseite des Skagafjords. Nur ist der in einer fast 200 m hohen, prachtvollen Säulenwand bloßgelegte Basaltstiel noch großartiger. An diesen beiden Stellen haben die aufquellenden glutflüssigen Massen die angrenzenden Moränen und andere Sedimentgesteine bis zur Unkenntlichkeit verändert und teilweise sogar umgeschmolzen. Die geschrammten Lavaströme von Thórdarhöfdi erstrecken sich zu beiden Seiten des Vulkans über ein Gebiet von etwa 20 km Durchmesser. Die sich mitten im Skagafjord erhebende Felseninsel Drangey ist wahrscheinlich auch eine quartäre Vulkanruine, und das ganze Jungbasaltgebiet von Thórdarhöfdi bis Keta — welches nicht den ältesten Teilen des Quartärs angehört — dürfte einmal zusammengehangen haben. Vielleicht treten auf der großen Halbinsel zwischen Skagafjördur und Eyjafjördur altquartäre Basalte in der hochgelegenen Umgebung des Unadalsjökull auf; hinreichend charakteristische Zwischenlagen der Basalte wurden aber bei meiner Durchquerung nicht beobachtet.

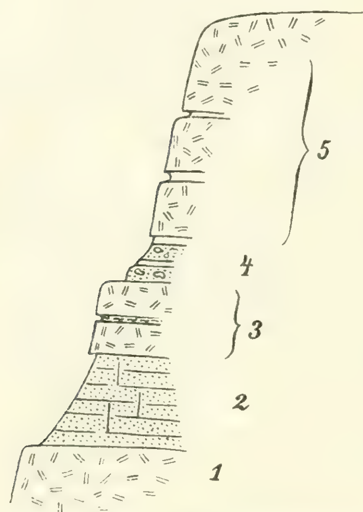


Fig. 7
Profil im obersten Teil von Skridugil, Ostseite des Fnjóskatals, ca. 1 : 3000. 1. Basalt; 2. Tuffsandstein; 3. grauer Basalt mit Schlackenschicht; 4. Moräne, auf geschliffener Unterlage; 5. grauer Basalt mit Zwischenlagen von roter Schlacke.

Sehr schön entwickelt tritt das Altquartär am Fnjóskatal östlich des Eyjafjords auf (Fig. 7). Hohe Berge sind hier aus altquartären Plateaubasalten auf tertiärem Sockel auserodiert. Dieses Altquartär wird durch die große Verwerfungslinie des Bárdartals von dem östlichen Quartärbasalt-Areale geschieden, in welchem eine Menge denudierter Breccienvulkane zu sehen sind, und in dessen mittlerem Teile (Odádahraun und Umgebung) sich auch postglaziale Vulkantätigkeit besonders großartig geäußert hat.

In Tjörnes tritt, wie früher angedeutet, quartärer Basalt mit bis 40 m mächtigen Zwischenlagen von Moränen und Konglomeraten im Hangenden des Crag auf. Im Westen der Cragküste liegt hier die interessante kleine Felsinsel Lundey, die aus harter Moräne besteht, die auf geschliffener Moräne ruht.[8]

Die beiden nordöstlichen Halbinseln Melrakkaskagi und Langanes sind größtenteils aus quartärem Basalt aufgebaut; doch tritt der tertiäre Untergrund z. B. im Südosten der Melrakkahalbinsel auf. Hier, in Vidarfjall ist, soweit ich gesehen habe, das einzige Lignitvorkommen, dem ein quartäres Alter zugeschrieben werden könnte; doch gelang es nicht, sichere Beweise hierfür aufzufinden.

Reihen von denudierten Quartärvulkanen treten im Osten und Westen des Melrakkaskagi sowie in Langanes auf. Prachtvolle Vulkanruinen finden sich auf dem Hochlande im Süden von Thistilfjördur, wie die Heljarfjöll, Hágangar u. a. Zwischen den beiden letztgenannten Berggruppen stehen noch leicht erkennbare Kraterreihen, die nach der letzten Hauptvereisung Islands entstanden sind.

Die sedimentären Einschaltungen scheinen im allgemeinen in den Gebieten der Quartärformation Ostislands viel weniger reichlich entwickelt zu sein als in anderen Teilen des Landes. Bedeutende Einlagerungen von Konglomerat und Moräne sieht man jedoch im Vidarfjall im Westen des Thistilfjords und in Bustarfell unweit Hof in der Vopnafjordgegend.



Fig. 8.
Profil durch die Westseite des Búrfell an der Thjórsá, ca. 1:1800. 1. Basalt mit geschliffener Oberfläche; 2. Moräne; 3. Konglomerat; 4. Moräne; 5. Basalt.

Die südöstliche Grenze des Quartärbasaltes in der Umgegend des östlichen Teiles des Vatnajökull ist noch wenig bekannt. Quartärer Basalt und Breccie wurden jedoch stellenweise in den südöstlichen Randgebirgen des Vatnajökull (z. B. in Hestgerdishnúkur), sowie in der Umgebung des Oræfajökull beobachtet, und im W. des Skeidarársandur sind Quartärbasalte mit sedimentären Einschaltungen ziemlich mächtig entwickelt. Weiter gegen W. treten Tuffe und Breccien, welche den jüngeren Abteilungen des Quartärs zuzurechnen sind, in größeren Massen auf als wohl sonst irgendwo im Lande, und erst im Randgebirge des Eyjafjallajökull findet man das ältere Quartär wieder, mit überwiegenden Basalten und stellenweise durch Intrusivmassen ungewöhnlich stark kontaktmetamorphen Moräneneinlagerungen (so z. B. oberhalb Varmahlid). Ähnlich ist der Bau des Gebirges im N. von Markarfljót. Der Thrihyrningur (Dreihorn) ist eine Vulkanruine, die schön zeigt, wie die Kegelform durch umströmende, spätquartäre Gletscher angenagt und zerstört wurde.

Besonders schön ist das Altquartär in den Gegenden südlich von Hofsjökull und Langjökull entwickelt, wie es namentlich in den Bruchrändern an den Grenzen des Tieflandes oder an aus demselben aufragenden Inselbergen, Stücken des zerbrochenen Hochlandes, beobachtet werden kann. Bemerkenswert ist, daß die altquartären, interbasaltischen Sedimente, Moränen, Konglomerate usw., besonders reichlich in den Gebieten der zwei größten Ströme Islands, der Hvitá und der Thjórsá entwickelt sind. Die schönsten Aufschlüsse sind am Thjórsárdalur und im Bruchrande westlich der Thjórsá (Hagafjall) (Fig. 8 u. 9), wo der Rand

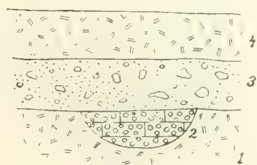


Fig. 9.
Profil an der Südseite des Búrfell an der Thjórsá, ca. 1 : 600. 1. Basalt; 2. grobes Konglomerat. Ausfüllung einer Erosionsrinne im Basalt; 3. Moräne; 4. Basalt.

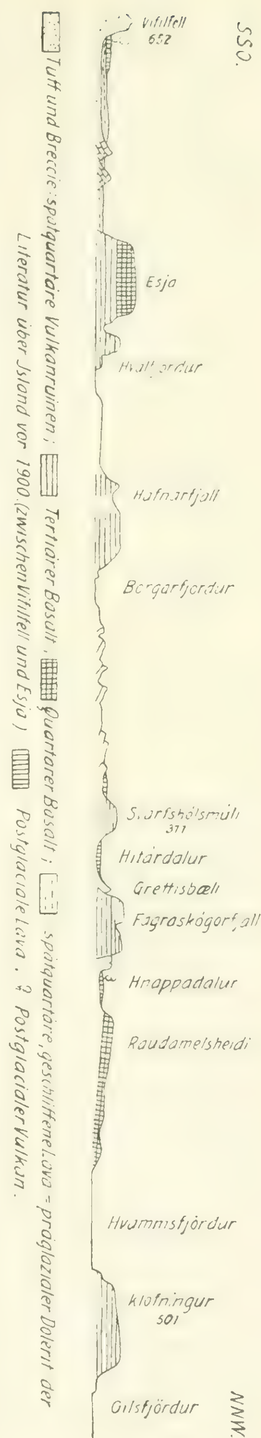


Fig. 10.
Schematisches Profil von Vífilfell bis Gilsfjördur, mit Zugrundelegung des Profils in Thoroddsen, Island (Petermanns Mitt., Ergänzungsbd. 32, S. 216). Das Profil zeigt, wie große Änderungen das Relief Islands seit der Entstehung altquartärer Bildungen erfahren hat.

des Hochlandes zum größeren Teile aus schön kontaktmetamorphen Moränen und Konglomeraten aufgebaut ist[9], während die Basalte in dem gegen NO. belegenen, 684 m hohen Búrfell bedeutend mehr hervortreten. Auch im Ytrihreppur, östlich der Hvitá, wo das Altquartär zuerst im Jahre 1899 erkannt wurde, sind ausgezeichnete Aufschlüsse in Berghylsfjall, Midfellsfjall und an anderen Orten zu sehen. Prachtvolle Rundhöcker aus Altmoräne sieht man unfern Hruni.

Im Faxaflóigebiet ist das Altquartär im oberen Drittel der Basalttafel Esja (820 m) sowie in der südlich davon gelegenen Bruchschollengegend gut entwickelt. Verwerfungen von über 600 m Sprunghöhe entstanden hier, seitdem die ältesten Moränen abgelagert wurden. — Diese Verwerfungen sind aber älter als die Ablagerung des intermoränischen Tonsteines von Fossvogur unfern Reykjavik, mit boreo-arktischer Fauna.

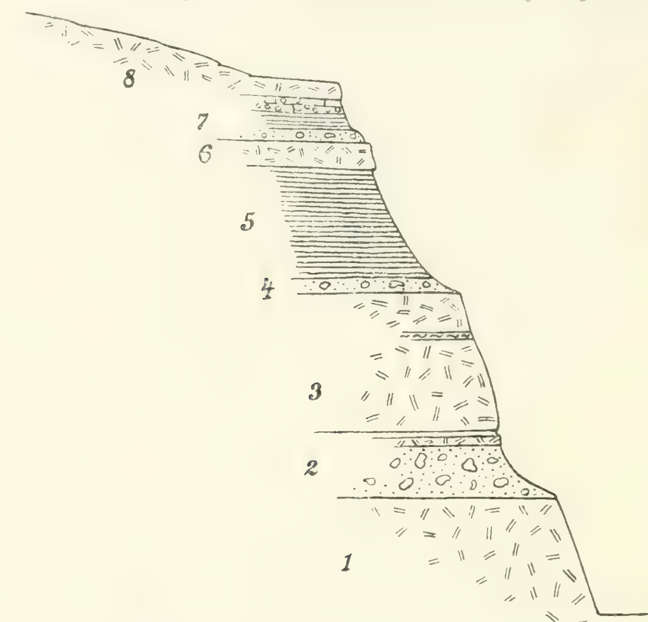


Fig 11.
Vesturgil, Ostseite des Selfjall am Botustal, Gegend des Hvalfjord. Profil ca. 1 : 3000 1. Basalt; 2. Moräne, oben mit dünner Basaltbank; 3. Basalt mit Schlackenlage, 4. Moräne, 5. Tonstein; 6. Basalt, 7. Moräne, Tonstein und Konglomerat; 8. Basalt

Am Hvalfjord sind in das Altquartär über 300 m tiefe Täler erodiert: drei Altmoränenhorizonte mit zwischenliegenden Tonsteinen usw. und Basalten treten hier auf. Der bekannte Berg Thyrill besteht beinahe ganz aus Quartärbasalt usw. Am Hvalfjord (Botnsdalur) steht die große Vulkanruine Súlur (1104 m), und im Botnstale selbst, entstanden, als das Tal schon zum größeren Teile ausgehöhlt war, aber doch älter als die letzte gänzliche Vereisung Islands, findet sich eine kleine Vulkanruine, deren Tuffe und Breccien teilweise mit Moränen bedeckt sind, und deren Lava auf geschliffenem Basalte ruht.

Im Borgarfjordgebiet sieht man das Altquartär in den Talwänden des Skorratals, das also mit dem großen Seebecken in seiner ganzen Tiefe in der Quartärzeit ausgehöhlt wurde. Weiter gegen das Innere des Borgarfjordtieflandes, westlich des Eiriksjökull, fallen quartäre Basalte gegen denselben ein; dieser große Schildvulkan sowie das Ok sind jünger als die ältesten Eiszeitablagerungen.

Auf der Südseite von Snæfellsnes ist das Altquartär weniger entwickelt als auf der Nordseite der Halbinsel. Versteinerungsführende Ablagerungen sind bisher nicht bekannt.

Verfestigte Moränen und die gewöhnlich grauen Basalte des Quartärs treten im Innern Islands über große Strecken zutage, aber tiefere Einschnitte mangeln. Bedeutende Folgen von grauen Basalten sieht man im südlichen Randgebirge des Langjökull, und der eigentümliche Kranz von Schildvulkanen in der Umgebung dieses kleinen Islandeises sowie die Wölbungsformen des Firnes leiten zu der Vermutung, daß unter dem Eise eine ganze Gruppe von Schildvulkanen verborgen liegt.

Von den Vulkanruinen Jarlhettur im Rande des Langjökull oder von Bláfell stammt eine geschliffene Lava, die am Tungufljót, südlich von Geysir, über wahrscheinlich marinem Ton ruht.

Arnarfell in der SO.-Ecke von Hofsjökull ist ein von einem Gletscher (beinahe wie zu Lehrzwecken) durchgesägter Vulkan. An einer Tuffvulkanruine weiter gegen W. liegt verfestigte Grundmoräne auf geschliffener Moräne, wie solches öfter in der Umgebung quartärer Vulkane der Fall ist; so ist z. B. am Fuße von Thverfell im Lundareykjatal Moräne viermal geschliffen und wieder von Moräne überdeckt worden.[10]

Jungquartär.

Spuren einer gänzlichen Vereisung Islands, der letzten, welche stattfand, als alle wichtigeren topographischen Züge der Jetztzeit schon vorhanden waren, sind häufig zu beobachten, so Gletscherschliffe, erratische Blöcke und Moränen. Diese Jungmoränen treten gegen die Altmoränen an Mächtigkeit sehr zurück. Moränenhügellandschaften haben im Inneren, namentlich in der Umgebung der großen Gletscher, eine weite Verbreitung, ihre Oberfläche ist aber durch Einwirkung des Windes, des Frostes und des Schneeschmelzwassers etwas verändert. Die schönsten Moränenlandschaften. wie z. B. im südwestlichen Langanes oder auf dem Hochlande im S. des Thistilfjords, entstammen nicht der letzten Hauptvereisung der Insel, sondern einem späteren Vorstoße der Gletscher, dem Langanesstadium. Vulkane, welche in der vorhergehenden Rückzugsperiode tätig waren, sind z. B. die Heljarfjöll und die Kratergruppen Sandhaugar; auch fallen vielleicht die Ausbrüche von Bláfell und Jarlhettur in diese Zeit, und der große Moränenwall auf dem Hochlande südlich der genannten Berge entspricht vielleicht den früher erwähnten Langanesmoränen. Moränenwälle auf dem Hochlande sind übrigens — von der nächsten Umgebung der Gletscher abgesehen — eine Seltenheit. während Endmoränen in den Tälern weit häufiger sind. Moränenähnliche, durch Bergschlipfe und -stürze entstandene Schuttanhäufungen sind ebenfalls sehr häufig — so z. B. im Hitártal; westlich des Hrútafjords; auf der Ostseite des Skagafjords; im Öxnatal und an sehr vielen anderen Stellen.

Die bekannten Vatnsdalshólar scheinen durch einen Bergsturz entstanden zu sein, der auf ein abschmelzendes Gletscherende fiel.

Durch die Bergstürze und die diese wahrscheinlich in Verbindung mit Erdbeben verursachenden, unterschneidenden Gletscher der spätglazialen „Stadien“ wurden die während der Hochflut der Vereisung gerundeten und geglätteten Talseiten wieder rauh und felsig gestaltet. Namentlich zwei Zeiträume nach dem Maximum der letzten Vereisung mögen durch gewaltige Bergstürze ausgezeichnet worden sein.[11] In einigen Fällen wurden pseudovulkanische Erscheinungen hervorgerufen. Die älteren Bergstürze waren in der Regel die gewaltigsten.

Daß die jüngsten Moränen nicht einfach während eines Stillstandes im Rückzuge der Gletscher der letzten Vereisung, sondern während eines Vorstoßes abgelagert wurden, tritt z. B. klar hervor auf der Westseite von Tjörnes, wo an der Hallbjarnarstadaá über den schräg abgeschnittenen Schichtenköpfen des Pliocän Flußschotter und auf diesem Grundmoräne ruht (Fig. 12); oder zwischen Akureyri und Oddeyri am Eyjafjord, wo die Moräne im Hangenden des Schotters offenbar das Erzeugnis eines von Westen herkommenden, kleinen Lokalgletschers des Glerártales ist, während zur Zeit der Hauptvereisung die Gletscherbewegung entsprechend der Richtung des Eyjafjordtales südnördlich war.

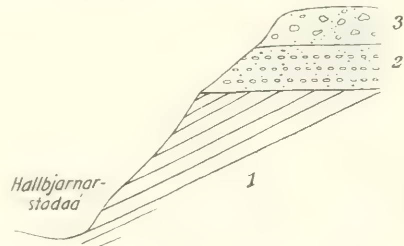


Fig. 12.
Profil an der Ostseite der Mündung des Flüßchens Hallbjarnarstadaá in Tjörnes, ca. 1 : 1800. 1. Crag; 2. spätquartäre Schotter; 3. Moräne.

Die Gletscherschliffe, welche in Island sehr häufig zu beobachten sind, strahlen im allgemeinen von den Haupterhebungen der Insel nach den Küsten aus.

Zwei Systeme von Schliffen sind häufig auf weiten Gebieten im Süden von Hofsjökull. ein älteres, mehr nach S. gerichtetes, und ein jüngeres, westliches. Die kräftigere Eiserosion entspricht offenbar dem älteren System. Auf der Halbinsel zwischen Húnaflói und Skagafjord sind gleichfalls zwei Schrammensysteme zu sehen, ein älteres, südnördliches, und ein jüngeres mit viel schwächerer Eiserosion, welches lokalen Gletschern der Halbinsel zuzuschreiben zu sein scheint (Langanesstadium vielleicht).

Auch im Ostlande trifft man zwei Systeme von Gletscherschliffen, so im NW. des Hagangar, die älteren Schliffe westlich gerichtet, die jüngeren mehr von S. kommend.

Einige Beobachtungen, glaziale Stauseen betreffend, mögen hier kurz erwähnt werden. Am Leidólfsfell, einem spätquartären Vulkankegel unfern der Ausbruchsstelle von 1783, finden sich Terrassen, die wahrscheinlich mit einem glazialen Stausee in Verbindung zu bringen sind, ebenso mehrere Terrassensysteme in Mödrudalsfjöll im inneren Ostisland. Ein großer glazialer See füllte das Fnjóskatal bis zu etwa 200 m Höhe, indem der Fluß durch Gletscher, welche den äußeren Teil des Tales ausfüllten, aufgestaut wurde, bis der See nach Westen einen Abfluß fand.

Spuren eines höheren spätglazialen und postglazialen Meeresstandes sind als Strandlinien und Terrassen mit entsprechenden marinen Ablagerungen an den Küsten und in den Niederungen Islands weit verbreitet.

Die höchste spätglaziale Spur eines höheren Meeresstandes wurde im Südende des Thrándarholtsfjall (an der Thjórsá) in etwa 125 m Höhe beobachtet; aber an Stellen, wo die Brandung besonders stark ist, können die Felsen wahrscheinlich in nicht unbedeutender Höhe über der Flutgrenze auf dieselbe charakteristische Weise korrodiert werden wie in Thrándarholtsfjall; in den entsprechenden sandigen Tonen, in denen hie und da gekritzte Blöcke vorkommen, wurden bisher nur Bruchstücke von Balanen gefunden.

Die Fauna der spät- und postglazialen Tone ist noch unzulänglich bekannt. Ob *Portlandia arctica* in den spätglazialen Ablagerungen vorkommt, ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt.

Das südliche Tiefland war am Schluß der letzten Eiszeit eine breite Meeresbucht, aus der Berge wie Hestfjall und Vördufell als Inseln aufragten.

Das postglaziale Meereskliff ist schön ausgebildet z. B. auf der Ostseite der Hellisheidi und als Fazettierung des Küstenabfalls des Eyjafjöll.

Am Breidifjord, zwischen Skard und Stadarhóll, liegt die höchste Strandlinie in etwa 100 m Höhe.

Sehr ausgeprägt sind im ganzen Lande Strandlinien und Terrassen von 40 m Höhe. In mutmaßlich entsprechenden Ablagerungen wurde am Ellidavogur unfern Reykjavík *Zirphaea crispata* gefunden.

Im SW. von Langanes fehlen Strandlinien und Terrassen bis unter 40 m Höhe; wahrscheinlich sind die Gletscher des Langanesstadiums daran schuld.

Alluvium.

Vulkane (hauptsächlich nach Th. Thoroddsen).

Die postglazialen Vulkane Islands sind selten große Berge vom Vesuvtypus (wie Snæfellsjökull, Eyjafjallajökull, Öræfajökull). Etwas häufiger sind flache Lavaschildberge (Dyngja) wie Skjaldbreid und Trölladyngja. Am häufigsten sind Reihen von verhältnismäßig kleinen Tuff- und Breccienkegeln; aber auch Spalten, aus denen ohne erhebliche Kraterbildung bisweilen ganz gewaltige Lavamassen zutage traten, sind nicht selten.

Die Zahl der bekannten postglazialen Vulkane ist nach Thoroddsen 130 und verteilt sich folgendermaßen auf die verschiedenen Vulkangebiete:

1. Snæfellsnes mit 17 Vulkanen und einem Lavaareal von 234 qkm.
2. Das Hochland bei Hofsjökull und Langjökull: 9 Vulkane mit 1034 qkm Lava.
3. Reykjanes und angrenzende Gegend: 28 Vulkane; Lavaareal 1529 qkm.
4. Heklagebiet: 10 Vulkane, Lava bedeckt 523 qkm.
5. Vulkane bei Veidivötn in der Zahl von 6, Lava 1550 qkm.
6. Myrdalsjökull mit zwei Vulkanen; Eyjafjallajökull und Katla, die, soweit bekannt, keine Lava gefördert haben.
7. Vestur-Skaftafellssýsla; 4 Vulkane, Lava 1368 qkm. Hier ist die gewaltige 30 km lange, von Thoroddsen zuerst beschriebene Ausbruchspalte der Eldgjá, sowie die des Laki (Ausbruch 1783).

8. Vatnajökull. Anzahl der Vulkane unbekannt. Hier liegt der Öræfajökull.

9. Odádahraun mit Umgegend; 23 Vulkane mit einem Lavaareal von 3684 qkm. Hier die Dyngjufjöll mit der gewaltigen, von F. Johnstrup, Th. Thoroddsen, W. v. Knebel und H. Spethmann untersuchten Caldera des Askja. (Ausbruch 1875.)

10. Mývatnsweit: 19 Vulkane mit 367 qkm von Lava.

11. Reykjaheidi: 7 Vulkane und 730 qkm von Lava.

Das Gesamtareal der spätglazialen Lavaströme Islands ist ungefähr 11000 qkm. Der Kubikinhalt des Lavastromes der Eldgjá beträgt über 9 cbkm, der größte in historischer Zeit geförderte Lavastrom, der des Ausbruchs von 1783, hat ein Volum von über 12 cbkm. Der größte postglaziale ist der aus der Trölladyngja im Ódádahraun stammende Frambruni (über 43 cbkm).

Hekla hat die häufigsten Ausbrüche in historischer Zeit gehabt, 20, den letzten 1845; dann die unter den Eisfeldern des Mýrdalsjökull lauernde Katla 13, den letzten 1860.



Fig. 13.
Wichtigste Erdbebengebiete Islands (schraffiert). Nach Thoroddsen (Peterm. Mitt., Erg.-Bd. 32).

Thermen und Solfataren treten in Island häufig auf, sowohl in den Niederungen (Geysirgebiet, Reykir in Ölfus, Gröf), wie auf dem Hochlande (Kerlingarfjöll, Hveravellir, Theistareykir). Sie scheinen in der Regel an Bruchlinien geknüpft, und Nachwirkungen posttertiärer — nicht, wie v. Knebel in seinen interessanten Thermenstudien anzunehmen scheint, tertiärer[12] — Vulkantätigkeit zu sein. v. Knebel faßte die Thermen „als im Grundwasser ertrunkene Solfataren“, die Solfataren „als trockene Thermen“ auf.[13]

Im Geysirgebiet, auf der Ostseite des Langafell, gibt es ungefähr 50 kochende Quellen und brodelnde Schlammpfuhle. Der Geysir schleuderte seinen Wasserstrahl bis zu über 35 m hoch in die Luft. Durch die starken Erdbeben im Jahre 1896 wurde der ziemlich altersschwach gewordene Geysir wieder zu häufigen und starken Ausbrüchen belebt, jetzt läßt aber diese Wirkung nach, und es kann längere Zeit zwischen den Ausbrüchen vergehen.

Erdbeben.

Erdbeben sind in Island recht häufig. Die ausgeprägtesten Schüttergebiete sind das südliche Tiefland, wo noch 1896 ein verheerendes Erdbeben stattfand[14], und die Gegend am Axarfjördur wie auch namentlich auf der West- und Südseite der Skjálfandi (der „Bebebucht“). Vgl. die Karte Fig. 13.

Fluvioglaziale, vulkanofluvioglaziale und äolische Ablagerungen.

Die Schotterfelder unterhalb der isländischen Gletscher werden Sandr genannt. Dieselben sind teils durch die reißenden, schotter- und schlammbeladenen Gletscherflüsse in ihrem wechselnden Lauf gebildet, teils durch die Katastrophen, welche Jökulhlaup (Gletscherläufe, Gletscherstürze) genannt werden: ein Teil eines Gletschers wird zersprengt, und gewaltige Wasserfluten, die große Eisstücke und Moränenmassen mit sich führen, wälzen sich über das Gebiet unterhalb des Jökull. Die Zerstörung des Gletschers ist teilweise auf nicht vulkanische Ursachen zurückzuführen, wie Aufstauung von Wasseradern unter dem Gletscher und Zersprengen der Dämme. Die gewaltigsten Gletscherstürze werden aber durch Vulkanausbrüche unter dem Eise verursacht, und dann führen die Fluten des Gletscherlaufes, außer dem Moränenmaterial der Gletscher, auch Schlacken und Aschen. Selbst im Falle der vulkanischen Gletscherläufe wird doch, z. B. am Skeidarárjökull, wo die größten bekannten Katastrophen dieser Art stattfinden, nur ein verhältnismäßig kleiner Teil des Jökull zerstört, und nachher erscheint im Gletscherrand, wo der Gletscherlauf hervorbrach, ein Einschnitt.[15] Das „Gletscherlaufsediment" ist am Ende hauptsächlich eine Wasserbildung, trägt auch in seiner Ablagerungsweise deutlich die Spuren seiner Entstehung zur Schau und kann wohl nicht so leicht, wie man gemeint hat, von einem Kenner glazialer Bildungen mit einer Grundmoräne verwechselt werden, wird auch kaum jemals auf einer schön geschliffenen Unterlage ruhen.

Von den „Sandur" der Südküste ist der Mýrdalssandur zurzeit mehr vulkanoglazialer, der Skeidarársandur mehr fluvioglazialer Entstehung. Der „Sandur" zu beiden Seiten des berüchtigten Fúlilækur (Skógasandur und Sólheimasandur) ist zum größeren Teile kein fluvioglazialer Sand, sondern ein Grundmoränengebiet und stammt von einem Gletschervorstoß, der wahrscheinlich jünger ist als das Langanesstadium. Die ausgedehnten Grundmoränenwüsten des Innern werden auch Sandur genannt (wie z. B. Sprengisandur). Fluvioglaziale Schotterfelder, in Grundmoränengebiete hineingelegt, finden sich natürlich auch an Gletscherenden des Innern. Gekritzte Blöcke scheinen auf den fluvioglazialen Schotterfeldern Islands eine sehr seltene Erscheinung zu sein, die Schrammung verschwindet sehr schnell in den reißenden Gletscherflüssen.

Man kann sagen, daß das Hochland Islands sich zum großen Teile in einer spätglazialen Wüstenzeit befindet, wo die weiten, nackten Grundmoränenfelder der Wirkung der Stürme und der Schmelzwässer ausgesetzt sind. Spuren der Winderosion sind denn auch überall zu sehen, und teilweise mit *Elymus arenarius* bewachsene Dünengebiete trifft man hie und da, aber die Ablagerung äolischer Sedimente findet namentlich in den an die Wüsten grenzenden, zum Teil steppenartigen Gebieten (und weiter hinaus) statt. Der Sand und Staub besteht nicht nur aus Zersetzungs- und Zerfallprodukten, sondern auch aus vulkanischen Aschen. Hauptsächlich ein äolisches Sediment ist die tuffartige „Móhella"; aber von viel größerer Wichtigkeit ist ein weniger beachtetes, feines, mehr lößartiges Sediment, welches keinen besonderen Namen führt, aber das Erdreich Islands zu sehr bedeutendem Teile ausmacht.

III. Tektonik.

Das isländische Gebirge ist in hohem Grade von Spalten und Sprüngen durchsetzt. Die Hauptrichtung der Bruchlinien ist im östlichen, südlichen und südwestlichen Teile des Landes SW.—NO. Im mittleren Nordlande ist die N.—S.-Richtung vorherrschend und tritt namentlich in den jungen Senkungsfeldern südlich der Buchten Skjálfandi und Axarfjördur hervor, während weiter gegen Westen NW.—SO.-Richtung

vorherrscht.[16] Bruchlinien dieser letztgenannten Richtung finden sich übrigens auch im Südwestlande, und es scheint z. B. die Hekla entstanden zu sein, wo sich Bruchlinien der zwei Hauptrichtungen schneiden. Die Bruchlinien verschiedener Richtung kreuzen sich auch wahrscheinlich in der hochvulkanischen, zum großen Teile eisbedeckten Höhenachse des Landes.

Dislokationsbreccien sind von mir an einigen Stellen beobachtet worden, so z. B. bei Brjánslækur auf der Westseite der nordwestlichen Halbinsel; auf der Westseite des Skagafjords und im Westen und Osten von Tjörnes.

Das Alter der Bruchlinien ist sehr verschieden, die ältesten sind wahrscheinlich frühtertiär, die jüngsten, zum Teil noch klaffende Spalten (gjá, mit „gähnen" verwandt), welche z. B. in dem jungen Senkungsfelde südlich des Axarfjords auftreten, sind postglazial. Postglaziale Verwerfungen sieht man übrigens auch in Gegenden der tertiären Basalte, so z. B. oberhalb Hallormsstadur in Fljótsdalshjerad, Ostisland. Aber die für die heutige Gestalt Islands maßgebendsten Brüche sind besonders im Laufe der Quartärzeit entstanden. So ist die wichtige Verwerfungslinie des Bárdartals pleistocän, die große südliche Niederung erst durch Senkungen während des Eiszeitalters entstanden, und an der Faxabucht ist die quartäre Basaltformation um mehr als 600 m verworfen worden. Auch in Ostisland können quartäre Verwerfungen nachgewiesen werden.

Das Fallen der Basaltbänke ist wohl größerenteils landeinwärts gerichtet, aber küstenwärts gerichtetes Gefälle ist nicht selten, und überblickt man gewisse Gegenden, wie z. B. die Ostseite des Skagafjords, von einem hohen Standpunkte aus, so fühlt man sich etwa an ein eingebrochenes Höhlendach erinnert. Gefällswinkel von 8—10° oder mehr werden erreicht; übrigens fehlt es hier noch sehr an genauen Messungen. Der Crag von Tjörnes fällt längs der Küste etwa 8—10° nach NW.; im inneren, südlichen Teile kommen aber Neigungswinkel von über 20° vor.

IV. Abriß der geologischen Geschichte.

Ob Island jemals mit den anderen nordatlantischen Basaltgebieten zusammenhing, muß dahingestellt bleiben; sehr wahrscheinlich ist jedoch, daß es im Tertiär eine weit größere Ausdehnung gehabt hat. Das durch Spalteneruptionen, wohl nach Art der postglazialen, ohne Erzeugung besonderer Vulkanberge entstandene Land war sehr flach, und bedeutende Strecken wurden in dem warm-gemäßigten bis subtropischen Klima von Taxodiumsümpfen eingenommen. Wie Stromablagerungen von über 100 m Mächtigkeit bezeugen, wurde die vulkanische Tätigkeit von nicht unbedeutenden Ruhepausen unterbrochen. Von Niveauveränderungen während des Miocäns (und älterer Zeiten) kennt man in Island nichts; aber Ablagerungen wie die eben erwähnten deuten vielleicht Senkungen an.

Im Pliocän war Island höchst wahrscheinlich noch ein sehr viel einförmigeres Tafelland als später; das Meer erreichte einen über 200 m höheren Stand als heute. Bemerkenswert ist, daß die Gegenden südlich des Crag ein ausgesprochenes Senkungsgebiet darstellen, wo in postglazialer Zeit die größten Lavamassen der Insel zutage gefördert worden sind. Die Pliocän-Ablagerungen wurden erhalten, wo eine Bucht eben in diesem Senkungsgebiet am weitesten gegen das Innere eingriff. Daß sich nur an dieser Stelle der Küste Islands pliocäne Ablagerungen bildeten, ist nicht wahrscheinlich, man muß vielmehr annehmen, daß vorhandene pliocäne Ablagerungen durch die Abrasion, welche zur Entstehung des submarinen Plateaus, des Schelf, führte, zerstört wurden. Vielleicht kommt ein wenig Basalt im untersten Teile des Pliocäns vor, und den Hunderte von Metern mächtigen litoralen, wahrscheinlich vor der Mündung eines

Hauptflusses Nordislands entstandenen Sedimenten mag hie und da etwas vulkanische Asche beigemengt sein. Hauptsächlich aber dürfte durch den Crag angezeigt sein, daß während seiner Entstehung die vulkanische Tätigkeit, wenigstens in dieser sonst hochvulkanischen Gegend, ruhte. Daß man noch pliocäne Küstensedimente in Island auffinden wird, ist überaus unwahrscheinlich; kennt man doch das Crag-Vorkommen an der Westküste von Tjörnes seit mehr als 150 Jahren.

Das pliocäne Klima Islands scheint wenigstens zeitweise wärmer als das heutige gewesen zu sein. Übrigens muß man betreffs dieser Frage nähere Untersuchungen der isländischen Pliocänfauna abwarten.

Im Pleistocän ist der Vulkanismus wieder sehr tätig, und vornehmlich diesem Umstande verdankt man die Erhaltung glazialer, interglazialer und interstadialer Sedimente in einem Maßstabe, der wenige Seitenstücke zu haben scheint.

Der „Zwischenkunft" der quartären Basalte, welche natürlich die Erosion sehr aufgehalten haben, ist es vielleicht auch zuzuschreiben, daß statt der einen großen Insel nicht schon mehrere Inselgruppen, etwa wie die Färöer, vorliegen.

Wie sich die quartären vulkanischen Erzeugnisse auf die verschiedenen Klimaperioden des Eiszeitalters verteilen, ist noch ungenügend bekannt. Die ungezwungenste Annahme bleibt aber, daß die Lavaströme und namentlich Gruppen von solchen interglazial oder interstadial sind. In vielen Fällen kann auch direkt nachgewiesen werden, daß quartärer Basalt über lakustre, fluviatile und selbst marine Sedimente geflossen ist. Und für die Schildvulkane (Dyngjur) der inneren Gegenden scheint die Annahme eines interglazialen Alters nicht leicht abweisbar. Sind doch die postglazialen Dyngjurvulkane auf eisfreiem Gelände entstanden, während sich die Gletschervulkane durch ihre gewaltigen Lockereruptionen und die von ihnen verursachten Gletscherkatastrophen auszeichnen. Anhaltspunkte hat man auch dafür, daß die pleistocänen Tuffvulkane namentlich in glazialen Randgebieten entstanden sind.

Daß man in der tertiären Basaltformation noch keine Schildvulkane nachgewiesen hat — und solche würden nur in tief erodiertem und vielleicht nicht leicht erkennbarem Zustande vorliegen — ist natürlich kein Beweis für das Nichtvorhandensein derselben; aber wenigstens scheinen sie im Tertiär weit seltener als im Quartär zu sein. Vielleicht ist dies so zu erklären, daß im Tertiär die Magmaherde in weit geringerer Tiefe lagen, und daß das Magma überall mit nahezu gleicher Leichtigkeit den Weg zur Oberfläche finden konnte, während im Quartär die Magmaherde mehr lokalisiert waren und tiefer lagen.

Sehr bemerkenswert ist der Umstand, daß die postglazialen Äußerungen des Vulkanismus in Island streng an das Gebiet der quartären Basaltformation gebunden sind. — Der Vulkan Brók im Nordurártal ist keine Ausnahme, auch dort findet man Erzeugnisse quartärer Vulkantätigkeit. — Der erwähnte Umstand ist wahrscheinlich so zu erklären, daß der postglaziale Vulkanismus keine direkte Fortsetzung des tertiären, sondern des quartären ist.

Wie viele Eiszeiten und Zwischeneiszeiten im Eiszeitalter über Island hingegangen sind, soll hier nicht erörtert werden. Sicher scheint es aber, daß die Zahl der Klimaschwankungen eine beträchtliche war und daß ein, nach Gletschern und Meeresfauna zu urteilen, von dem jetzigen nicht allzusehr abweichendes Klima mehr als einmal von hocharktischem abgelöst wurde. Reste von *Mytilus edulis* und *Purpura lapillus* in den Búlandshöfdiablagerungen können nicht leicht als Zeugen eines hocharktischen Klimas gedeutet werden, und in Fossvogur findet man aus einer viel späteren Zeit des Quartärs zwischen Moränen eine Fauna, welche eine nur wenig kältere Meerestemperatur als die der Jetztzeit anzeigt.[17] Noch jüngere schalenführende Ablagerungen sind bekannt, vielleicht Zeugnisse einer spätglazialen „Schwankung", während eine frühquartäre Rückzugsperiode, die „Mávahlídschwankung", die Molluskenreste hinterlassen hat, welche in Mávahlidarfjall in 200 m Höhe vorkommen.

Über postglaziale Klimaänderungen ist auch etwas bekannt. Das Klima wurde postglazial wärmer als jetzt, wie unter dem Breidamerkurjökull begrabene Molluskenschalen bezeugen. Und G. BÁRDARSON wies nach, daß *Purpura lapillus* bei einem etwas höheren Meeresstande am Nordlande lebte, wo sie jetzt nicht lebend vorkommt.[18] Daß der Birkenwald in Island postglazial viel verbreiteter und kräftiger war als jetzt, wird durch im Torf vorkommende Birkenstämme angezeigt. Man könnte für die Vegetationsgebiete Islands postglazial beinahe von einer Waldzeit und einer Steppenzeit sprechen.

Es soll nur noch angedeutet werden, daß auch bei einer morphologischen Betrachtung die Unmöglichkeit nur einer einzigen Vereisung Islands einleuchtet. Als nämlich die ältesten jetzt so veränderten und verfestigten Grundmoränen abgelagert wurden, existierten selbst die morphologischen Grundzüge des heutigen Island noch nicht; die höchsten Berge, die Täler, die Fjorde waren noch nicht da; es will scheinen, daß die heutigen Küstengegenden noch gegen das Innere des Landes hin gelegen waren. Die letzte Hauptvereisung aber — die vor dem Jahre 1899 einzig bekannte — findet das Land schon in seinen Hauptzügen herausmodelliert vor: Fjorde, Täler und Berge. Nun aber trägt das Relief Islands nicht das Gepräge der ausschließlichen Gletschererosion. Täler und Fjorde wurden zwischen Eiszeiten angelegt.

Zwischen dem hohen pliocänen Meeresstande und dem frühpleistocänen von 200 m oder etwas mehr lag wahrscheinlich eine Zeit des niedrigeren Standes der Küstenlinie. Spät im Eiszeitalter, doch vor der letzten Eiszeit (in der Fossvog-Interglazialzeit), stand das Meer am südwestlichen Westisland um etwa 20 m höher als jetzt, um gegen Schluß der letzten Eiszeit bis zu 100 m oder etwas mehr über den jetzigen Stand zu steigen.

V. Technisch wichtige Vorkommen.

An technisch nutzbaren Vorkommen ist Island sehr arm. Gold ist bei Middalur in Mosfellssneit und an der Öskjuhlíd bei Reykjavík gefunden worden.

Schwefel wurde früher an den Schwefelquellen von Theistareykir; unfern Reykjahlíd; bei Mývatn und bei Krýsuvik auf Reykjanes gewonnen.

Kalkspat ist in kleinen Mengen als Füllung von Hohlräumen und Spalten im Basalt sehr häufig. Als Doppelspat kommt er an einem bekannten Fundorte (Helgustadarfjall) am Eskifjord im Ostlande sowie auch am Djúpifjord im NW.-Lande vor. An ersterer Stelle wird der Doppelspat gewonnen; ob an letzterer nicht technisch verwendbarer Doppelspat vorkommt, ist wohl noch nicht hinreichend untersucht worden.

Braunkohlenvorkommen sind ziemlich häufig in der tertiären Basaltformation; aber die Bänke erreichen nur selten eine Mächtigkeit von $^1/_2$ m. Lokal wird die Braunkohle vielerwärts etwas benutzt; Versuche, Bergbau auf sie zu treiben, sind aber nicht gelungen.

Postglazialer Torf ist in den Niederungen und Tälern weit verbreitet und wird viel gebraucht. Eine Mächtigkeit von 3—4 m wird wohl selten erreicht. Der Torf ist gern etwas sandig, und einzelne Lagen von Lapilli oder Bimsstein kommen namentlich in der Umgegend tätiger Vulkane darin vor.

VI. Literatur.

Einige der wichtigsten Arbeiten, die Geologie und Geographie Islands betreffend.

1. E. Ólafsson og Bjarni Pálsson, Reise igiennem Island usw. Sorö 1772. 2 Bände.
2. O. Krug v. Nidda, Geognost. Darstellung der Insel Island. Karstens Archiv, Bd. 7, 1837.
3. W. Sartorius v. Waltershausen, Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847.
4. G. G. Winkler, Island, der Bau seiner Gebirge usw. München 1863.
5. K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. (1886), p. 376—449, 4 Taf.
6. F. Nansen, The bathymetrical features of the North Polar Seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shoreline. Kristiania 1904. Aus Bd. 4 der Norweg. Northpol-Expedition. Scientific Results edited by F. Nansen.
7. Th. Thoroddsen, Explorations in Iceland 1881—1898. The Geographical Journal 13, p. 251 bis 274 u. 480—513. 1899.
8. Th. Thoroddsen, Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Ergänzungshefte Nr. 152 und 153 zu Petermanns Mitteilungen. Gotha 1906. — Hierin reiche Literaturnachweise.
9. H. Pjeturss, The glacial Palagonite-Formation of Iceland. The Scottish Geographical Magazine. Edinburgh 1900.
10. H. Pjeturss, Om Islands Geologi. Kopenhagen 1905. (Auch in Meddelelser Dansk Geol. For. Nr. 11.)
11. H. Pjeturss, Einige Hauptzüge der Geologie und Morphologie Islands. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1908. p. 451—467. Taf. 5.
12. K. Sapper, Island. Geograph. Zeitschr. 13, p. 225—243 u. 316—329. 1907.
13. K. Sapper, Über einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen. Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 26. p. 1—46; 8 Taf. 1908.
14. H. Spethmann, Überblick über die Ergebnisse der v. Knebelschen Islandexpedition im Jahre 1907. Gaea. 45. Bd. Stuttgart 1909.
15. H. Spethmann, Vulkanologische Forschungen im östlichen Zentralisland. Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 26, p. 381—432; 6 Taf. 1908.
16. H. Spethmann, Der Aufbau der Insel Island. Centralblatt f. Min., Geol., Pal. 1909. p. 622, 646.
17. K. Schneider, Einige Bemerkungen zu Herrn H. Spethmanns Aufsatz „Der Aufbau Islands“. Centralblatt f. Min., Geol., Pal. 1910, p. 49.
18. W. v. Knebel, Die Lavavulkane auf Island. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 58 (1906) Mon.-Ber., p. 59—76.

Literaturnachweise zu dem Text.

1. Th. Thoroddsen, Island usw. Gotha 1906. p. 71. Die meisten Zahlenangaben dieses Abschnittes (I) sind dem genannten Werke entnommen.
2. R. Bréon, Note pour servir à l'étude de la géologie d'Islande et des îles Far-Oer. Paris 1884. — P. Schirlitz, Isländische Gesteine. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 4, p. 414. 1882.
3. O. Heer, Flora fossilis arctica. Zürich 1868. p. 29—30.
4. H. Bäckström, Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite. G. F. i. Stockh. Förhd. 13, p. 637. 1891. — H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. II, 2, p. 836—838.
5. H. Pjeturss, On a shelly boulder-clay in the so-called Palagonite-Formation of Iceland. Quarterly Journal of the Geolog. Society. Vol. 59. p. 356—361. London 1903.
6. H. Pjeturss, Om Forekomsten af skalförende Skurstensler i Búlandshöfdi. Med Bemærkninger om Molluskerne af Ad. S. Jensen. Oversigt over det Kgl. Danske Videnskab. Selskabs Forhandlinger. Kopenhagen 1904.

7. Th. Thoroddsen, Fra det nordlige Island. Geografisk Tidskrift. 14. Bd. Kopenhagen 1897. p. 27.
8. H. Pjeturss, Eine interessante Moränen-Insel bei Island. Zeitschrift f. Gletscherkunde. 2. Bd. 1907. p. 61.
9. H. Pjeturss, Fortsatte Bidrag til Kundskab om Islands „glaciale Palagonit-Formation". Geol. Fören. i Stockholm Förhandlinger. 24. Bd. 1902. p. 367.
10. H. Pjeturss, Om nogle glaciale og interglaciale Vulkaner paa Island. Oversigt over det Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 1904. p. 250.
11. H. Pjeturss, Loftslagsbreytingar á Íslandi. Andvari. Reykjavík 1906. p. 163.
12. W. v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Naturwissenschaftliche Rundschau. 1906. p. 4 und p. 8.
13. Daselbst p. 12.
14. Th. Thoroddsen, Das Erdbeben in Island im Jahre 1896. Peterm. Mitt. 1901. p. 53.
15. H. Pjeturss, Einige Ergebnisse einer Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1907. p. 601.
16. Vergl. die Karte von Thoroddsen. Peterm. Mitt. 1905, Taf. 5.
17. H. Pjeturss, Über marines Interglazial in der Umgebung von Reykjavik. Zeitschr. d. deutschen Geol. Gesellsch., Bd. 61. 1909. p. 281.
18. G. Bárdarson, *Purpura lapillus* L. i hævede Lag paa Nordkysten af Island. Videnskabelige Meddelelser fra Naturhistorisk Forening i Köbenhavn. 1906. p. 177—185.

Inhalt.

QE Pjeturss, Helgi
279 Island
P54

P&ASci.

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY